

3. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

Las rocas que afloran en el noroeste de Andorra, como ya señalamos en el capítulo de introducción, pertenecen a diferentes unidades estructurales: los domos gneísicos de l'Aston y de l'Ospitalet, el macizo de la Pallaresa y el sinclinorio de Tor-Casamanya. Esto les proporciona unas características estructurales que varían de un lugar a otro. Si bien, en general las rocas cambro-ordovícias que pertenecen al macizo de la Pallaresa y que rodean a los domos gneísicos de l'Aston y de l'Ospitalet y a las que pertenecerían las rocas que afloran en la nueva zona cartografiada, presentan básicamente características estructurales similares. En ellas son abundantes las estructuras subhorizontales y el metamorfismo puede llegar a alcanzar condiciones de alto grado. Por otra parte, en las rocas que afloran en el sinclinorio de Tor-Casamanya las estructuras más abundantes son: pliegues subverticales o vergentes al Sur y el grado metamórfico alcanzado es muy bajo.

Esta diferencia en el predominio de uno u otro tipo de estructuras se observa en general a lo largo de toda la Zona Axial pirenaica lo que llevó a Zwart (1963) a definir dos dominios estructurales: *infraestructura* y *supraestructura*, en base a la disposición de la foliación principal y al grado metamórfico en el que esta se desarrolla. Así la *infraestructura* está caracterizada por una foliación principal subhorizontal y un grado metamórfico de medio a alto y en la *supraestructura* domina una foliación subvertical y el grado metamórfico es bajo. La interpretación de esta zonación estructural ha sido y sigue siendo objeto de controversia y se ha interpretado tanto en un marco tectónico extensional (Van den Eeckhout, 1986; Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Kriegsman *et al.*, 1989; Vissers, 1992; Aerden, 1994) como en un contexto tectónico compresivo (Matte, 1969; Seguret and Proust, 1968 a y b; Matte and Mattauer, 1987; Carreras and Capellá (1994); García-Sansegundo, 1996).

Dentro del contexto estructural expuesto y del estado del conocimiento descrito, la problemática existente en el Noroeste de Andorra ha sido objeto de estudio para diferentes autores (Zwart, 1965; Van den Eeckhout, 1986; Carreras y Cirés, 1986; Poblet, 1991; Cirés, 1996; Casas *et al.*, 2002), sin embargo no hay acuerdo sobre su interpretación y significado tectónico. En lo que se refiere a los materiales cambro-ordovícicos Van den Eeckhout (1986), en el macizo de l'Ospitalet, apunta la existencia de zonas de alta deformación generadas por cizalla extensional. Por su parte, Cirés (1996) propone, para la zona de Andorra, la existencia de tres episodios de deformación compresiva representados por diferentes estructuras que cronológicamente son: (i) una foliación subhorizontal que se desarrolla al norte de la falla de Merens y que se observa subvertical al sur de dicha falla, (ii) pliegues de dirección N-S y (iii) pliegues de dirección E-O asociados a un clivaje de crenulación. En lo que se refiere a la estructura del sinclinorio de Tor-Casamanya, Poblet (1991) y Casas *et al.* (2002), la interpretan como resultado de la superposición de dos sistemas de pliegues, unos considerados como pertenecientes a la fase principal varisca, vergentes al sur y un pliegue anterior, de escala kilométrica, vergente al norte.

A partir de aquí y por supuesto de la información obtenida en trabajos anteriores (Clariana, 2004, 2005, 2006 y 2007) se realizará el estudio y descripción de las características estructurales presentes en el Noroeste

de Andorra, buscando establecer un esquema de deformación, que incluirá los nuevos datos obtenidos en la zona del Valle de Ransol.

Este estudio estructural se ha realizado en base a la elaboración de la cartografía geológica de la zona a escala 1:25000, a la reconstrucción de cortes geológicos detallados a escala 1:10000 y al apoyo del análisis microestructural y petrográfico realizado a partir de las láminas delgadas procedentes de las muestras recogidas en el campo.

Mirando el mapa geológico y a partir de los cortes realizados, se puede diferenciar en el sector norte y en las proximidades de los domos gneísicos del Aston y de l'Ospitalet, una foliación subhorizontal que en ocasiones puede observarse asociada a pliegues recumbentes, además en estas zonas el metamorfismo principalmente es de grado medio a alto (zona andalucita, zona sillimanita), incluso alcanza la migmatización en el área de contacto con el domo del Aston. En la parte centro-norte del mapa, al sur de la falla de Merens, las estructuras dominantes corresponden a pliegues de escala cartográfica recumbentes y vergentes al norte con una foliación subhorizontal asociada, estos pliegues se pusieron de manifiesto claramente a través de la realización de un mapa de flancos (Clariana, 2007) y están deformados por pliegues subverticales de dirección E-O. El metamorfismo presente en esta zona suele ser de grado bajo a medio (zona biotita, zona andalucita). En la parte sur del mapa los pliegues de plano axial subhorizontal se encuentran intensamente plegados por pliegues subverticales apretados a los que se asocia una foliación de plano axial que traspone la foliación subhorizontal previa, el dominio de las estructuras subverticales es mucho más claro en el sinclinorio de Tor-Casamanya.

El estudio detallado de los rasgos estructurales que acabamos de describir junto con criterios de superposición de estructuras, nos ha permitido reconocer las diferentes fases de deformación existentes y la relación cronológica entre ellas. Así se pudo establecer el modelo de deformación presente en la zona, el cual puede ser observado a todas las escalas tanto en los diferentes cortes realizados, como en numerosos afloramientos o en las láminas delgadas. Para la presentación de este estudio se ha dividido el área cartografiada en dos dominios con características estructurales diferenciadas. Uno septentrional en el que se incluyen los materiales cambro-ordovícicos que afloran en el macizo de la Pallaresa y en las proximidades de los domos de l'Aston y de l'Ospitalet y un dominio meridional correspondiente al sinclinorio de Tor-Casamanya constituido por rocas silúrico – devónicas.

3.1 Dominio septentrional cambro-ordovícico

A la vista de la cartografía (anexo 1) podemos observar que en el extremo norte de este dominio afloran los materiales con mayor grado metamórfico (medio a alto) de toda la zona cartografiada y que se encuentran en contacto a través de la falla de Merens, de carácter inverso, con materiales que presentan un grado metamórfico bajo o medio. La falla de Merens, es uno de los accidentes tectónicos más importantes de la Zona Axial pirenaica y discurre por territorio andorrano desde el port de Banyell al este, hasta el cap de la Coste Grande al oeste. Descrita en la bibliografía (Carreras y Debat, 1996) como un accidente milonítico en otros

puntos situados al este de Andorra, en este caso únicamente se han observado rocas miloníticas asociadas a esta falla en el port de Banyell (figura 18), en el resto del área el rasgo que permite apreciar su presencia es el contacto brusco entre materiales con muy distinto grado metamórfico como señalábamos más arriba.

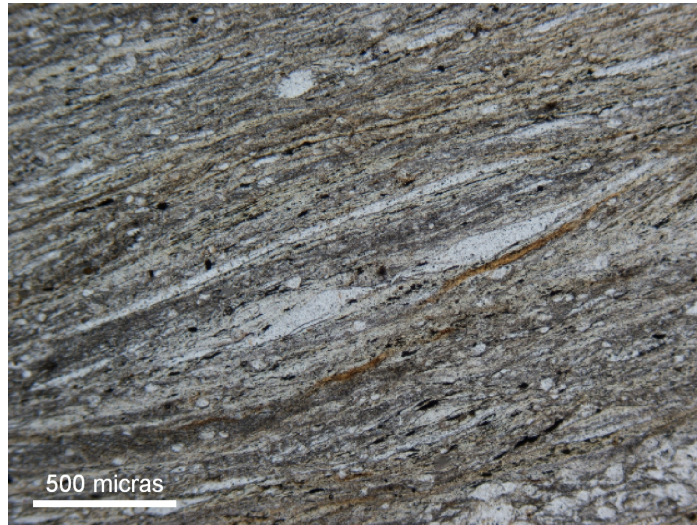


Figura 18. Detalle de lámina delgada de la milonita asociada a la falla de Merens. Port de Banyell

En general al norte de la falla de Merens existe una foliación dominante subhorizontal pero es difícil observar las relaciones entre estratificación y foliación debido al efecto del metamorfismo, lo cual hace complicado la reconstrucción y caracterización de las estructuras. En ocasiones los niveles cuarcíticos nos permiten observar las geometrías de los pliegues que presentan ejes de orientación NO-SE y plano axial subhorizontal (figura 19). La vergencia de estos pliegues no ha podido ser establecida, porque en ningún punto puede observarse claramente la polaridad de la serie.



Figura 19. Pliegues de orientación NO-SE marcados por niveles cuarcíticos en la zona de Tristaina

Como puede verse en el mapa y a partir del estudio de las láminas delgadas, en este extremo norte se han diferenciado las siguientes zonas metamórficas: *zona biotita*, *zona granate*, *zona estaurolita out*, *zona andalucita* y *zona sillimanita*, llegando incluso a reconocerse migmatitas en las proximidades del domo gneísico de l'Aston. Estas zonas fueron definidas por Alias (1992) a excepción de la *zona biotita* y la *zona granate*

identificadas por primera vez en este sector durante la realización de esta cartografía. Estas se han diferenciado a partir de los minerales índice reconocidos en las láminas delgadas. En el caso de la *zona biotita* se han identificado: biotita, clorita, moscovita, cuarzo y plagioclasa (figura 20A), además en estas muestras se aprecian microplegues apretados, tumbados con una foliación de plano axial asociada que parece coincidir con la foliación principal. Algo más al sur en la cresta fronteriza entre Andorra y Francia, las asociaciones minerales observadas nos situarían en la *zona del granate*, con abundante presencia en las láminas de este mineral junto con otros como biotita, cordierita, cuarzo y plagioclasa (figura 20B). Hay que señalar que se trata de una zona de extensión reducida y se ha trazado aproximadamente paralela a la isograda de la zona siguiente es decir la *zona andalucita*, la cual se caracteriza por los siguientes minerales índice: andalucita, estaurolita y cordierita, además de otros como biotita, moscovita, cuarzo y plagioclasa (figura 20C). En alguna de las láminas delgadas que representan esta zona metamórfica pueden observarse cristales de biotita acumulados en bandas paralelas que marcarían la presencia de una foliación cuyas características nos permitirían pensar en un posible *tectonic Banding*. A su vez pueden apreciarse micas y biotitas plegadas lo cual nos indicaría que estas se desarrollaron en las primeras etapas del metamorfismo y por otra parte que el aumento del grado metamórfico se produce coetáneamente con el desarrollo de la deformación. Cuando los minerales índice de esta zona se mantienen pero la estaurolita comienza a desestabilizarse y a pseudomorfizarse por moscovita y fibrolita se considera que esta asociación caracteriza una nueva zona metamórfica, la *zona de la estaurolita out*, identificada en el área de los lagos de Tristaina.

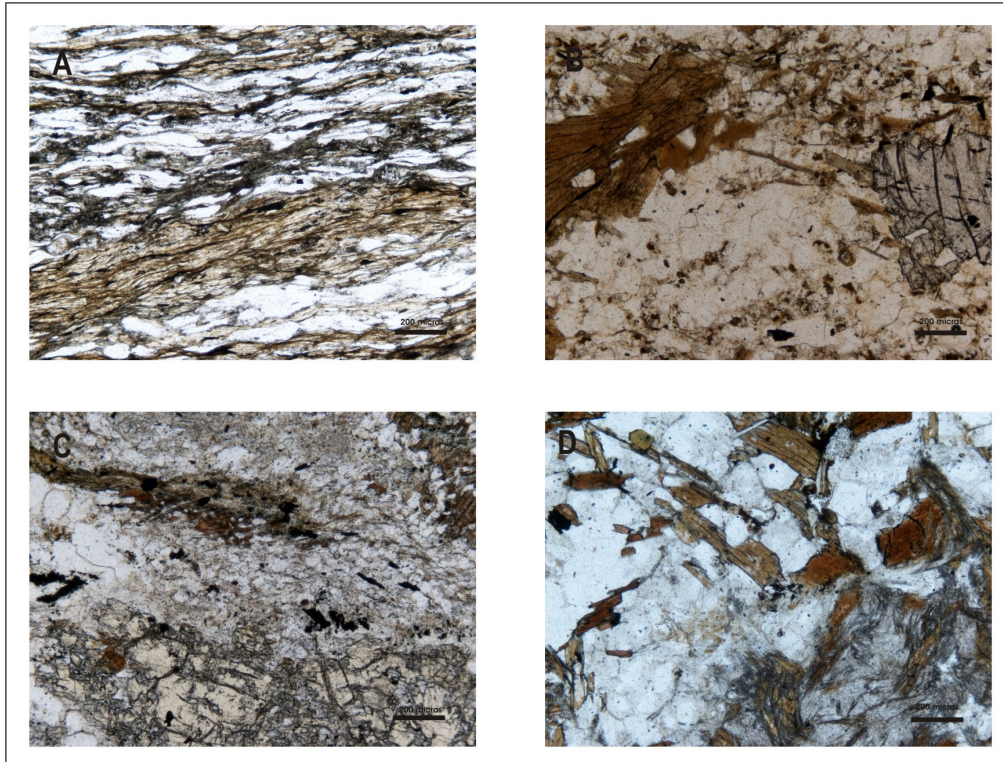


Figura 20. Aspecto microscópico de las zonas metamórficas presentes al norte de la falla de Merens. A. zona Biotita, B. zona Granate, C. zona Andalucita, D. zona Sillimanita.

Finalmente la zona de mayor grado metamórfico que se ha identificado es la *zona sillimanita*, los minerales índice que la caracterizan son: biotita, sillimanita, cuarzo, moscovita, y plagioclasa (figura 20D) y en ella es ya altamente complicado diferenciar tanto las superficies de estratificación como las de foliación. Esta última zona, hacia el este, está en contacto con los gneises de l'Astón, si bien antes del afloramiento de los gneis propiamente dichos se aprecia una abundante presencia de rocas migmatíticas como ocurre en la zona del port de Siguer.

Una vez vistas las características estructurales y metamórficas del área situada al norte de la falla de Merens pasaremos a describir el sector situado al sur de dicha falla que abarcará el resto del dominio septentrional cambro-ordovícico. En este sector el grado metamórfico alcanzado es como mucho medio y en general se pueden observar claramente tanto las superficies de estratificación como de foliación y por tanto las relaciones entre ellas, así como la polaridad de la serie en base a criterios sedimentarios.

Como señalábamos al comenzar el capítulo en esta parte centro-norte del mapa (anexo I) las estructuras dominantes corresponden a pliegues E-O de escala cartográfica recumbentes y vergentes al norte a los que se asocia una foliación de plano axial, dominante en todo el área excepto en su extremo sur. Estos pliegues se encuentran deformados por pliegues de dirección E-O a ENE-OSO y plano axial subvertical que se hacen más abundantes hacia el sur (figuras 23, 28 y 29; cortes A-A', B-B' y C-C' del mapa anexo I).

Los pliegues vergentes al norte, generalmente asimétricos, presentan charnelas engrosadas y flancos adelgazados y pueden ser observados a todas las escalas. En los cortes realizados se han podido reconstruir pliegues de escala plurihectométrica en base a las relaciones entre estratificación y foliación así como a los datos de polaridad de la serie (figuras 23, 28 y 29; cortes A-A', B-B' y C-C' del mapa Anexo I), lo cual fue también la base para la elaboración de un mapa estructural (mapa de flancos) en el que se diferenciaron los flancos normales e inversos de estos pliegues, lo que nos permitió cartografiar su traza axial. Un esquema de este mapa podemos observarlo en la figura 21. Como puede apreciarse en la cartografía geológica estas trazas axiales se han podido diferenciar sobretodo en las zonas de Arcalis, el Serrat y Sorteny, sin embargo en la zona de Ransol no han podido ser apenas continuadas.

La foliación de plano axial asociada a estos pliegues, corresponde a una foliación de crenulación como quedó patente en las láminas delgadas, en las que puede observarse deformando a un clivaje anterior que a partir de ahora denominaremos S1 y que viene marcado por la orientación preferente de cuarzo y filosilicatos (figura 22). Además esta foliación de crenulación (S2) en muchas ocasiones alcanza un alto grado de desarrollo llegando incluso a constituir un claro *tectonic banding* como el que se observa en la figura 22.

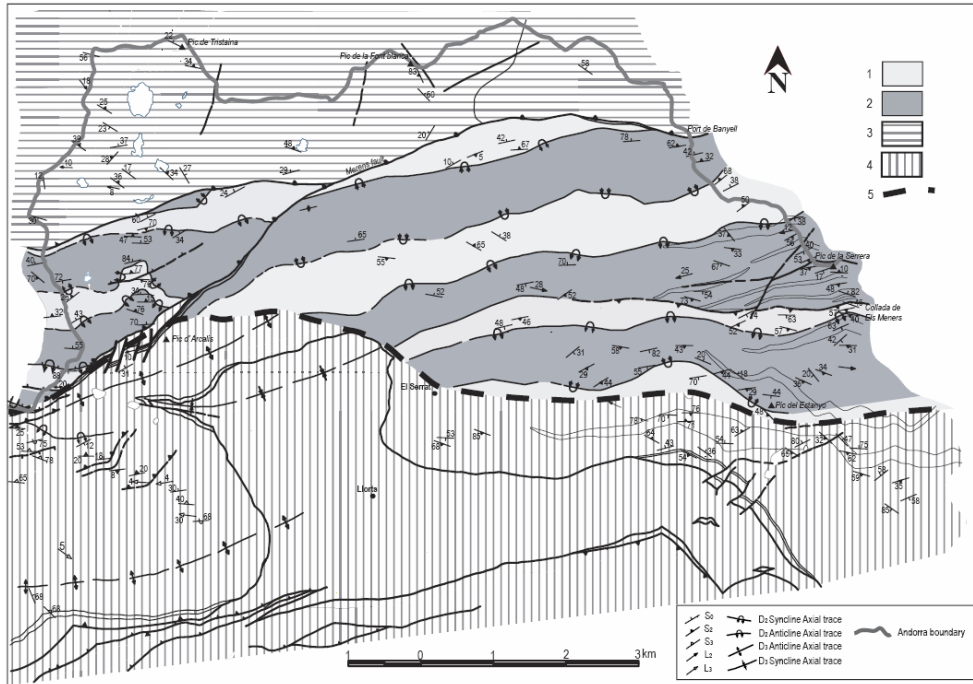


figura 21. Esquema del mapa de flancos realizado en la zona de Arcalis-El Serrat-Sorteny. 1.flanco inverso, 2.flanco normal, 3. dominio de foliación subhorizontal, 4.dominio de estructuras subverticales.

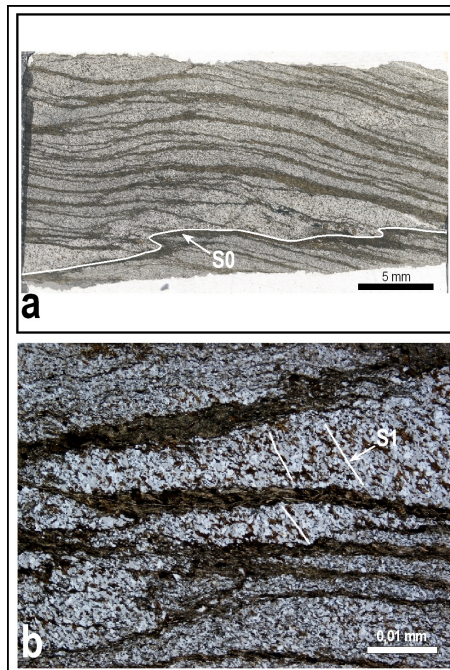


Figura 22. Aspecto microscópico del clivaje primario S1 marcado por la orientación de los cuarzos oblicuos a S2

Observando los cortes (figuras 23, 28 y 29) puede apreciarse que las estructuras dominantes, tanto los pliegues de plano axial subhorizontal como la foliación asociada a ellos (S2), se encuentran plegados por pliegues subverticales (D3) más laxos al norte y apretados hacia el sur a los que se asocia una foliación de plano axial (S3). Esto puede observarse a todas las escalas. Bajo el microscopio podemos comprobar que esta foliación está generada por el microplegamiento de S2 y da lugar a un clivaje de crenulación discontinuo producido por mecanismos de disolución por presión (figura 24).

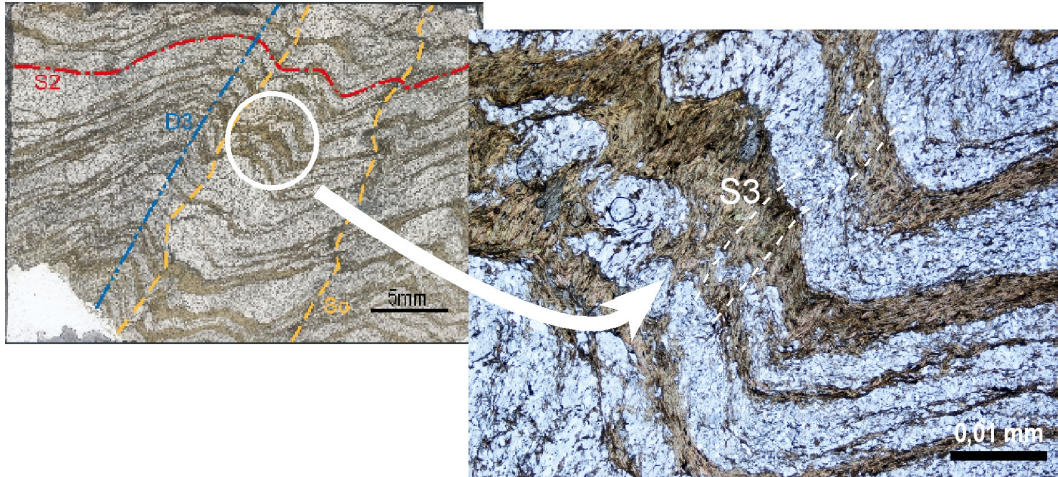


Figura 24. Detalle de la foliación S3, plegando la foliación anterior subhorizontal S2 en la zona de la estación de Arcalis

A escala de afloramiento pueden observarse pliegues subhorizontales (D2) plegados (figura 25) e incluso en algunos casos cuando los pliegues subverticales D3 se encuentran plegando la zona de charnela de los pliegues D2, la foliación S2 sufre un intenso plegamiento mientras que la estratificación que en estos casos se encuentra subvertical no sufrirá plegamiento sino únicamente un importante aplastamiento (figura 26).



Figura 25. Pliegue de plano axial subhorizontal y foliación asociada (S2) plegados por pliegues de plano axial subvertical (D3).

Hacia el este, como ocurre en la zona de Ransol, se siguen observando las geometrías típicas de los pliegues vergentes al norte D2. Sin embargo en esta zona resulta más complicado establecer su vergencia ya que son escasas las posibilidades de observar la polaridad de la serie, debido al efecto del metamorfismo algo mayor por la cercanía al domo gneísico de l'Ospitalet (figura 27).

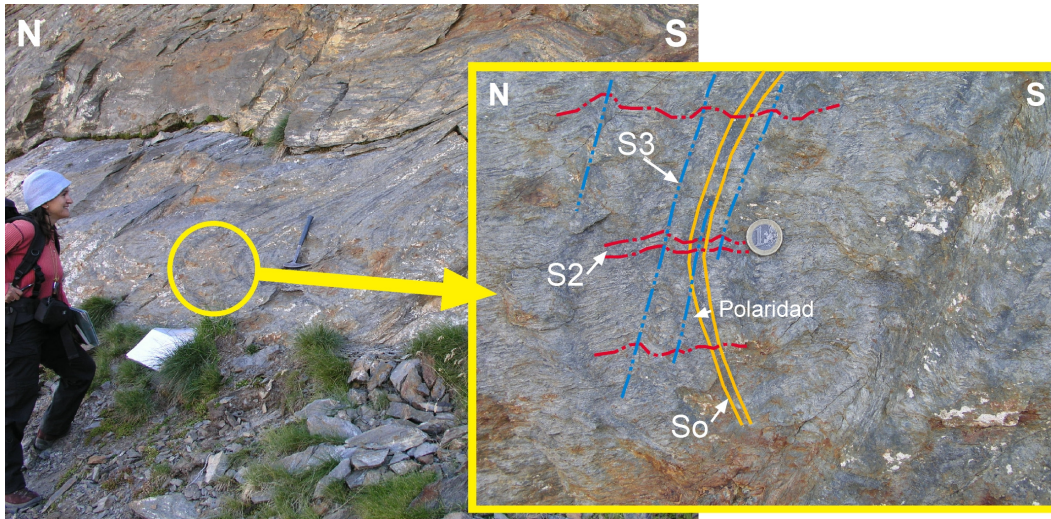


Figura 26. Foliación principal (S2) plegada por pliegues de plano axial subvertical a los que se asocia la foliación (S3). Estación de esquí de Arcalis.

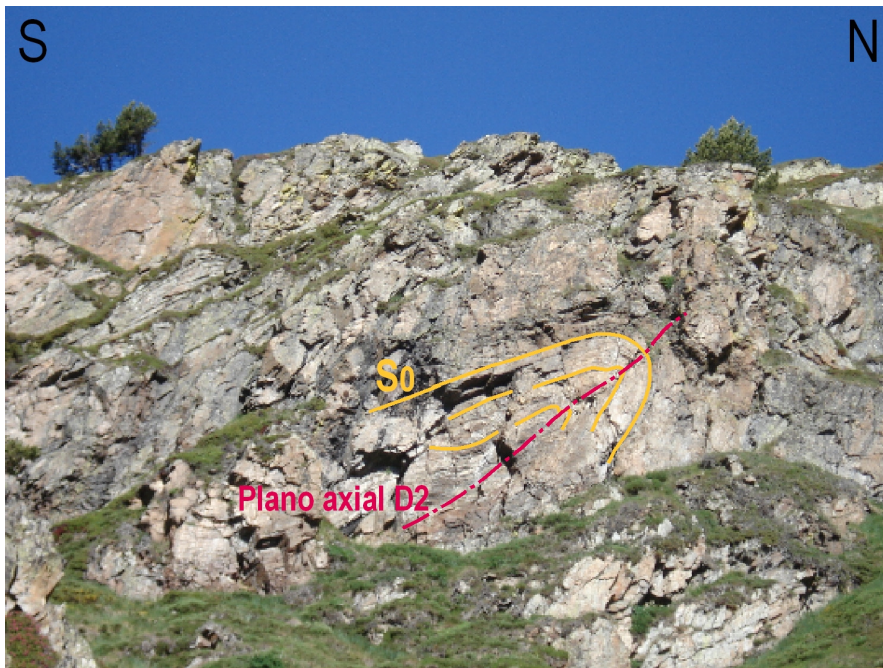


Figura 27. Pliegue D2 de escala decamétrica en la zona del estany de Querol

Por otra parte, hay que señalar la presencia de abundantes bandas de cizalla en las zonas cercanas a la falla de Merens. Estas poseen una orientación ENE-OSO a E-O y altos buzamientos hacia el norte (desde 50° a 70°), similar por tanto a la orientación de los pliegues de fase 3 de plano axial subvertical. Además en la parte oriental de este dominio, en las zonas de Sorteny y Ransol (figuras 28 y 29), se han podido cartografiar importantes fallas inversas con sentido de movimiento hacia el norte, a partir de las cuales hacia el sur se aprecia un aumento de la presencia de pliegues D3. Tanto las bandas de cizalla como las fallas deforman a los pliegues subhorizontales D2 por lo que podría pensarse en una relación entre estas estructuras y los pliegues subverticales D3.

Hacia la parte sur de este dominio septentrional cambro-ordovícico, los pliegues subverticales D3 se hacen cada vez más abundantes llegando incluso a ser S3 la foliación dominante en las zonas próximas al sinclinorio de Tor-Casamanya. En las zonas de charnela de estos pliegues se puede observar la foliación de plano axial S3 y una foliación anterior subhorizontal plegada que correspondería a la foliación S2 como aparece en la fotografía de la figura 30.

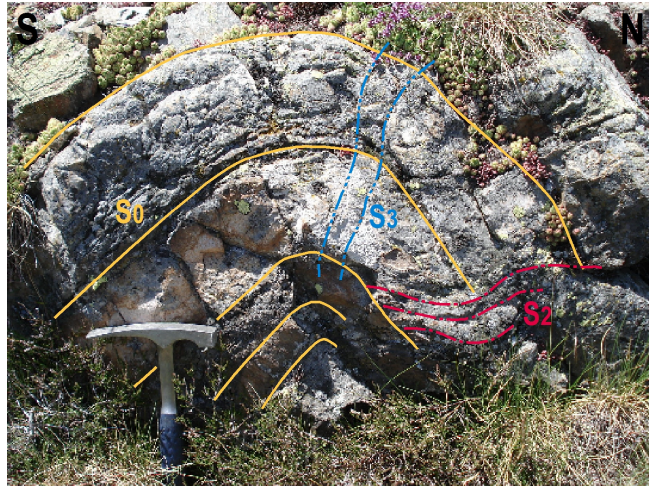


Figura 30. Zona de charnela de un pliegue D3 subvertical, en la que puede observarse una foliación anterior plegada (S2)

En lo que se refiere al metamorfismo, como ya señalamos anteriormente, en esta parte del dominio septentrional el mayor grado metamórfico alcanzado es medio y está representado por la *zona andalucita*. En el mapa (anexo I) puede apreciarse que durante la realización de esta cartografía y tras el estudio de las láminas delgadas se han podido diferenciar las siguientes zonas metamórficas: *zona moscovita – clorita*, *zona biotita*, *zona granate* y *zona andalucita*. Estas zonas fueron definidas por Alías (1995) a excepción de la *zona granate* diferenciada por primera vez durante la realización de este estudio. En general puede apreciarse un menor grado metamórfico en las partes occidental y meridional mientras que hacia el norte, pero sobretodo hacia el este, aumenta el grado metamórfico hasta el contacto con los gneises del domo de l'Ospitalet. Este contacto se puede ver claramente en la zona de Ransol como se muestra en la fotografía de la figura 31.

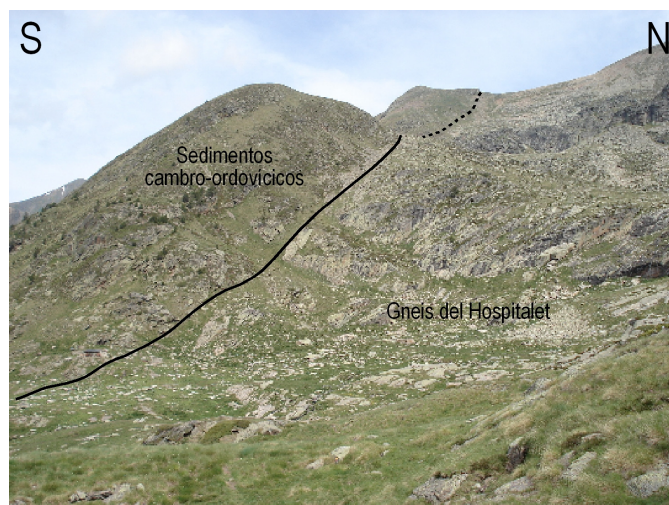


Figura 31. Zona de Contacto entre los sedimentos cambro-ordovícicos y los gneis de l'Ospitalet. Zona del refugio de Coms de Jan.

La zona de menor grado metamórfico diferenciada es la *zona moscovita – clorita*, los minerales índice de esta zona son moscovita y clorita aunque se identifican también cuarzo, feldespato y algunos cristales idiomorfos de turmalina, estos últimos probablemente tardíos. En las láminas se observan porfidoblastos de clorita creciendo en los dominios de los microlitones del clivaje dominante que en este caso corresponde a S3 (figura 32A). Cuando comenzamos a identificar biotita indica un aumento del metamorfismo y se produce el paso a la siguiente zona metamórfica: *la zona biotita*, en esta zona se reconocerán también cuarzo y feldespato y siguen apareciendo moscovita y clorita, si bien esta última en muchos casos es de carácter tardío. La *zona biotita* es la más extensa en este sector y en la mayoría de las láminas procedentes de ella se observan porfidoblastos de biotita creciendo paralelos a la dirección de la foliación S2 (figura 32C). Igualmente en algunos casos esos porfidoblastos marcan las trayectorias de la foliación de plano axial de los pliegues de fase 2 (figura 32B). Esto nos estaría indicando que el desarrollo de S2 se produce en condiciones de grado metamórfico bajo. La siguiente zona metamórfica, en grado creciente de metamorfismo, es la *zona granate*. Al igual que ocurría al norte de la falla de Merens esta solo se reconoce en una estrecha franja en la zona central del mapa y junto al granate se identifican, cuarzo, feldespato, cordierita y plagioclasa. Finalmente la zona de mayor grado metamórfico identificada es la *zona andalucita* que es la segunda en extensión después de la *zona biotita*. En esta zona además de andalucita es muy frecuente la presencia de estaurólita y cordierita, y se identifican también biotita, cuarzo, feldespato, moscovita, clorita y opacos (figura 32D). En muchos de los afloramientos correspondientes a esta zona metamórfica, como por ejemplo ocurre en el valle de la cebollera o en la zona de la cresta del Pic de la coma de Variles pueden observarse a simple vista andalucitas de tamaño centimétrico como las que aparecen en la figura 33.

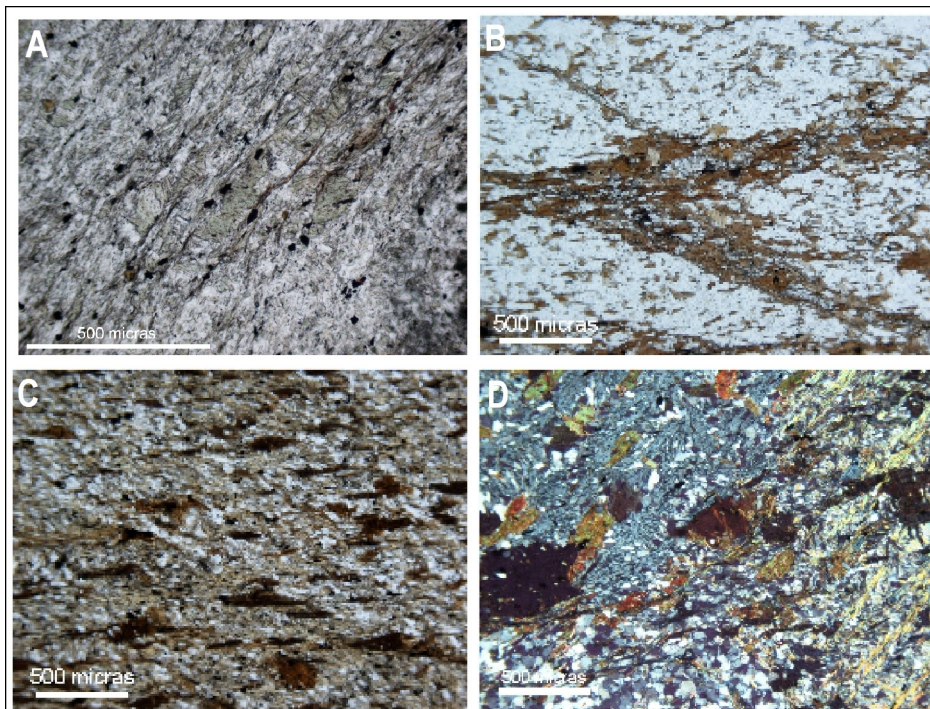


Figura 32. Zonas metamórficas, sur de la falla de Merenes. A. Zona moscovita-clorita; B. Zona biotita: porfidoblastos de biotita marcando la foliación de plano axial S2; C. Zona biotita: porfidoblastos de biotita paralelos a S2; D. Zona andalucita.



Figura 33. Porfidoblastos de Andalcita de hasta 3 cm y que muestran una orientación según una foliación subhorizontal. Cresta sur del Pic de la Coma de Variles.

Por otra parte en las láminas delgadas se pueden observar crecimientos post- y sin-tectónicos de andalcita y estaurolita con respecto a S2. Esto se deduce de la existencia de porfidoblastos de andalcita que muestran las huellas de dos foliaciones correspondientes a S1 y S2 lo que indicaría el crecimiento posterior de la andalcita. Igualmente se observan porfidoblastos de estaurolita en los que se aprecian inclusiones que marcarían la rotación de la foliación S2 dentro del porfidoblasto indicando su carácter sincinemático como ocurre en la figura 34.

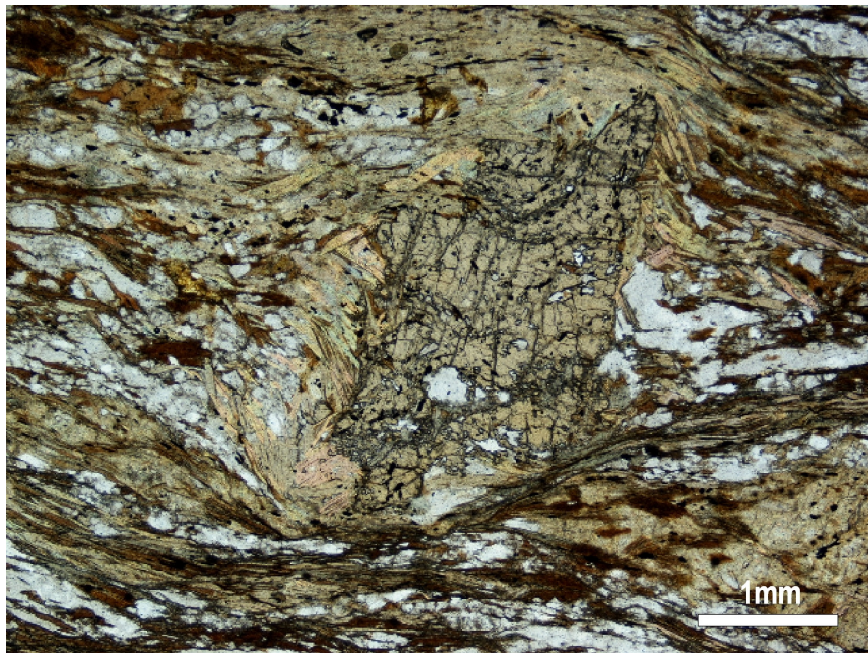


Figura 34. Porfidoblasto de Estauroilita de carácter sincinemático. Cresta del Pic de la Coma de Variles

3.2 Dominio del sinclinorio de Tor-Casamanya

El sinclinorio de Tor-Casamanya está constituido por rocas silúrico - devónicas afectadas por un metamorfismo de grado muy bajo. Por el norte limita con los materiales que acabamos de describir del macizo de la Pallaresa a través de la falla de Arinsal y al sur el cabalgamiento de Pal lo pone en contacto con materiales de edad cambro-ordovícica pertenecientes al anticlinorio de la Massana. A primera vista mirando el mapa (Anexo I) y el corte (figura 36; corte D-D', anexo I) podemos apreciar que la estructura general del sinclinorio viene marcada por la existencia de pliegues y cabalgamientos de orientación principal E-O.

Las estructuras dominantes están caracterizadas por pliegues de dirección E-O con plano axial subvertical o vergentes al sur cuyos ejes poseen una inmersión entre 0° y 30° tanto a este como a oeste. Estos se pueden observar a todas las escalas y son en general bastante apretados. La foliación asociada a estos pliegues es la dominante en todo el sinclinorio y al igual que ellos suele mostrar buzamientos muy elevados a norte o una marcada vergencia sur, además corresponde a una foliación de crenulación como pudo observarse tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada (figura 35). Estos pliegues subverticales se superponen a estructuras anteriores que quedan peor reflejadas en la cartografía. Estas corresponden en muchos casos a pliegues vergentes al norte a los que está asociada una foliación de plano axial, excepto en el extremo occidental del sinclinorio donde existen pliegues acostados vergentes al sur, de entidad importante a los que también está asociada una foliación de plano axial.

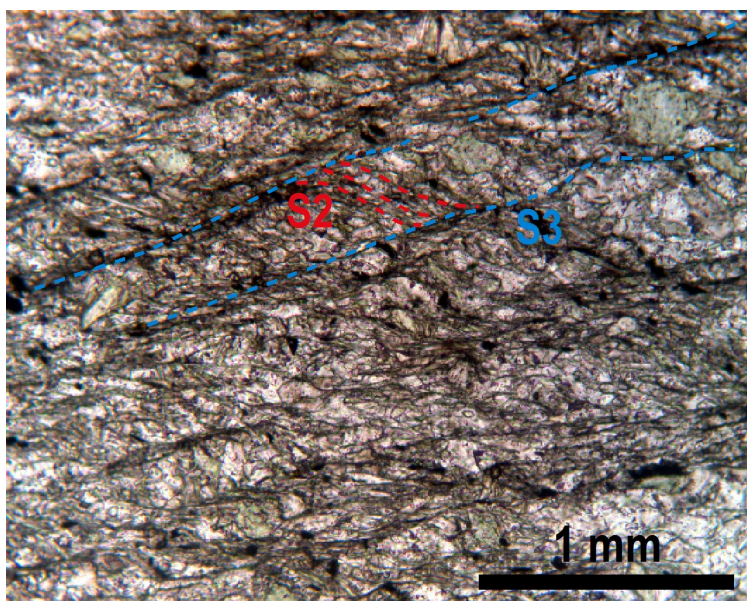


Figura 35. Detalle de lámina delgada de la foliación dominante S3, correspondiente a una foliación de crenulación que afecta a la foliación previa S2.

Dadas las características de los pliegues dominantes de plano axial subvertical y de los pliegues precoces vergentes al norte se podría pensar en una equivalencia de estos con los pliegues de fase 3 y fase 2 respectivamente, descritos en el dominio septentrional cambro-ordovícico. Ahora bien debemos tener en cuenta la presencia en el extremo occidental de pliegues precoces vergentes al sur cuya relación temporal con los pliegues vergentes al norte de fase 2 todavía no está clara.

Los pliegues vergentes al norte se reconocen sobretodo en la zona central del sinclinorio como por ejemplo en el valle de Ensegur (figura 37) o en la zona del Coll de Arenes (figura 38). Se trata de pliegues de escala métrica a hectométrica, con una marcada asimetría de flancos y como ya hemos señalado, una foliación de plano axial asociada que puede llegar a ser muy penetrativa, provocando en estos casos que la foliación principal se observe como una foliación de crenulación muy poco desarrollada.



Figura 37. Pliegues vergentes al norte, con foliación de plano axial asociada (Fm. Castanesa), valle de L'Ensegur

Otro aspecto muy importante de la estructura en este dominio es la abundante presencia de cabalgamientos de orientación E-O y sentido de movimiento mayoritariamente hacia el sur, si bien en el extremo norte se han cartografiado algunos que por el momento se han interpretado como retrocabalgamientos dirigidos hacia el norte. En general tanto en el mapa (anexo I) como en el nuevo corte realizado (figura 36, corte D-D', mapa, anexo I) puede apreciarse que el sinclinorio estaría compuesto por una serie de láminas de materiales devónicos muy plegados superpuestas por cabalgamientos que convergen a nivel del Silúrico. En cuanto a la edad de estos cabalgamientos, con los datos obtenidos a partir de la cartografía y de los cortes, podemos ver que se encuentran cortando tanto a las estructuras precoces como a los pliegues principales lo que nos indicaría una edad posterior al desarrollo de las diferentes fases de plegamiento.

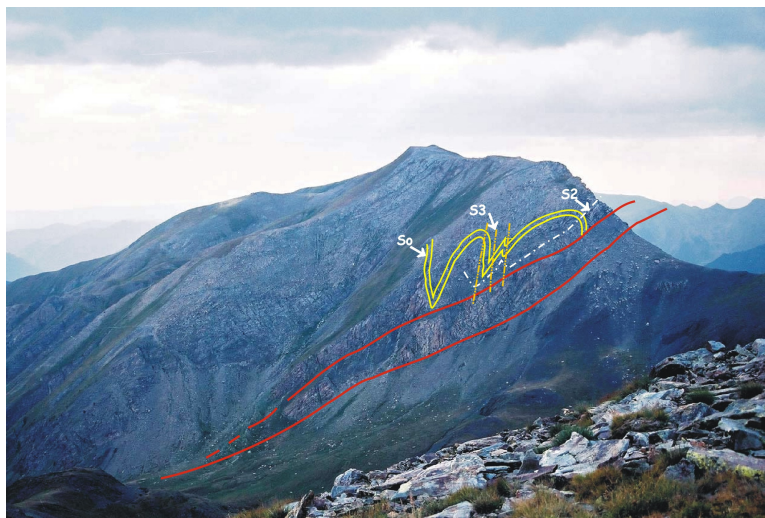


Figura 38. Zona del Coll de Arenes en el que puede observarse las trazas de la estratificación (So) y las relaciones con la foliación dominante (S3) y la foliación asociada a los pliegues vergentes al N (S2).

En general, en el corte presentado en este trabajo (figura 36) realizado en la zona del Pic de Casamanya podemos apreciar la mayoría de las características estructurales descritas para este dominio. Lo más apreciable a primera vista es una serie devónica muy replegada, por pliegues subverticales y apretados sobretodo en la parte centro-norte en lo que sería toda la cresta del Pic de Casamanya, para pasar hacia la mitad meridional del corte a un predominio de pliegues de marcada vergencia sur. En el extremo septentrional del corte pueden reconocerse pliegues vergentes al norte con una foliación de plano axial asociada y plegada por la foliación principal subvertical, un detalle de esta zona puede observarse en el esquema fotogeológico de la figura 38. En esta parte del corte también se aprecia el contacto mecánico con los materiales silúricos del Coll de Arenes consistente en un cabalgamiento principal con un marcado buzamiento hacia el sur en el que se enraíza otro que afecta esencialmente a la serie devónica. Estos como ya señalamos más arriba se han interpretado por el momento como retrocabalgamientos dirigidos hacia el norte. Al igual que en el caso de los pliegues vergentes al norte este contacto está representado también en el esquema de la figura 38. En la parte central del corte podemos apreciar también la presencia de fallas normales con buzamiento muy alto, prácticamente subverticales y que en algunos casos, como puede observarse en la cartografía pueden adquirir gran entidad. Finalmente el límite sur del sinclinorio que corresponde a un contacto mecánico que sitúa los materiales silúrico – devónicos sobre los materiales del Cambro-Ordovícico del anticlinorio de la Massana también está representado en este corte mediante un cabalgamiento con sentido de movimiento hacia el sur.